

李伟, 丁志峰, 孙伟家. 2019. 利用地震光照成像法研究青藏高原东南缘岩石圈间断面结构及其动力学意义. 地震学报, 41(5): 549–568. doi: 10.11939/jass.20190037.

Li W, Ding Z F, Sun W J. 2019. Structure of lithospheric discontinuities beneath the southeast margin of Tibetan Plateau revealed by seismic daylight imaging and its dynamic significance. *Acta Seismologica Sinica*, 41(5): 549–568. doi: 10.11939/jass.20190037.

利用地震光照成像法研究青藏高原东南缘 岩石圈间断面结构及其动力学意义*

李 伟¹⁾ 丁志峰^{1,2), †} 孙伟家^{3,4,5)}

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100081 中国地震局地震观测与地球物理成像重点实验室

3) 中国北京 100029 中国科学院地质与地球物理研究所

4) 中国北京 100029 中国科学院地球与行星物理重点实验室

5) 中国北京 100029 中国科学院地球科学研究院

摘要 为了进一步认识青藏高原东南缘的构造演化等动力学问题以及该区域的深部孕震机理, 本文使用位于该区域内的中国地震科学台阵探测项目的台站所记录到的远震 P 波波形数据, 采用地震光照成像法获取了岩石圈间断面的结构, 并讨论了该方法的准确性和稳定性. 研究结果显示, 青藏高原东南缘的岩石圈西薄东厚, 其中: 滇缅泰地块腾冲火山附近最薄, 约为 60 km, 其较薄的岩石圈可能是软流圈地幔物质上涌造成的; 扬子地块岩石圈厚度从四川盆地向南逐渐减薄, 特别是四川盆地下方最厚, 可达 190 km 左右; 滇缅泰地块腾冲火山下方 150 km 深度左右探测到明显的间断面, 该间断面可能是腾冲火山原始岩浆源的位置即岩浆源. 本研究所得结果“印支地块与滇缅泰地块结构的连续性”进一步为印度板块的推挤作用造成腾冲火山低速物质向东溢出的结论提供了地震学证据. 此外, 研究区域最北端的剖面显示, 峨眉山大火成岩省的內带在 50—250 km 深度范围及其上方地壳内存在明显的局部高速异常, 其不均匀分布特征可能与二叠纪火山喷发过程中岩浆底侵及中生代以来多期次构造活动有关.

关键词 岩石圈 地震光照成像法 间断面 青藏高原东南缘 高分辨率

doi: 10.11939/jass.20190037 中图分类号: P315.3⁺1 文献标识码: A

Structure of lithospheric discontinuities beneath the southeast margin of Tibetan Plateau revealed by seismic daylight imaging and its dynamic significance

Li Wei¹⁾ Ding Zhifeng^{1,2), †} Sun Weijia^{3,4,5)}

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Key Laboratory of Seismic Observation and Geophysical Imaging, China Earthquake Administration,
Beijing 100081, China

* 基金项目 国家重点研发计划专项(2017YFC1500200)和中国地震局地球物理研究所基本科研业务费专项(DQJB16A03, DQJB17A01)共同资助.

收稿日期 2019-02-21 收到初稿, 2019-06-14 决定采用修改稿.

† 通信作者 e-mail: dingzfi@cea-igp.ac.cn



3) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

4) *Key Laboratory of Geophysics and Planetary Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

5) *Institute of Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

Abstract: In order to further understand the dynamic problems such as tectonic evolution and deep seismogenic mechanism of the southeastern margin of the Tibetan Plateau, the structure of the lithospheric discontinuity was obtained by seismic daylight imaging based on teleseismic P-wave waveform data recorded by stations of China Seismological Science Array Exploration Project located in the region, and the accuracy and stability of the method were also discussed. The results show that the lithospheric thickness in the southeastern margin of the Tibetan Plateau is thinner in the west and thicker in the east. The thinnest lithospheric thickness near Tengchong volcano in Yunnan-Myanmar-Thailand block is about 60 km. The thinner lithosphere may be caused by the upwelling of asthenosphere mantle material. The lithospheric thickness of the Yangtze block is gradually thinning from Sichuan basin to the south, especially the thickest beneath the Sichuan basin, whose lithospheric thickness can reach about 190 km. Meanwhile, obvious discontinuities have been detected at a depth of about 150 km beneath Tengchong volcano, which may be the original magma source of volcano. The continuity of the structure of the Indo-China block and the Yunnan-Myanmar-Thailand block further provides seismological evidence for the eastward spillover of low-velocity materials from Tengchong volcano caused by the pushing of the Indian Plate. The northernmost section of the studied area shows that there are obvious local high-velocity variations in the depth range of 50–250 km within the Emeishan Large Igneous Province and the crust above it. The uneven distribution characteristics may be related to the magma bottom intrusion during the Permian volcanic eruption and the multiple tectonic activities since the Mesozoic and Cenozoic.

Key words: lithosphere; seismic daylight imaging; discontinuities; southeast margin of Tibetan Plateau; high resolution

引言

岩石圈的结构和物理化学性质等不仅反映了现今地球深部的构造特征和相互关系,还为深部动力学演化过程和机制的研究提供了可靠信息和有效约束,成为板块构造学说、地幔动力学等理论发展的基础. 岩石圈内部结构尤其是间断面结构是认识地球大陆形成和演化的关键途径之一. 岩石圈中广泛存在的间断面主要包括莫霍面和岩石圈-软流圈边界(lithosphere-asthenosphere boundary, 缩写为 LAB), 若能精细刻画莫霍面和 LAB 在地球深部的结构形态, 则有助于进一步认识地幔对流、板块运动以及岩石圈演化等地球动力学过程.

数十年来, 地学界研究人员采用地震学方法在青藏高原东南缘开展了大量的深部探测研究, 在该区岩石圈内部间断面结构的研究上取得了一系列的研究成果. 接收函数方法作为当前地球内部间断面结构研究的一种重要方法, 自 20 世纪 70 年代提出以来(Vinnik, 1977; Langston, 1979; Vinnik *et al.*, 1983) 即被广泛地应用到莫霍面和岩石圈软流圈边界等岩石圈内部主要间断面的探测, 近年来在青藏高原东南缘地区也取得了丰富的研究成果(吴庆举, 曾融生, 1998; Sun *et al.*, 2012; 吴建平等, 2013; Bao *et al.*, 2015; 郑晨等, 2016; 张风雪等, 2018), 对该区域岩石圈内部间断面的结构有了一定的认识. 但是接收函数方法有其自身的局限性, 即 P 波接收函数方法是基于地震波穿过界面时产生的转换波, 利用 P 波和 Ps 转换波的走时

火成岩省形成约 259 Ma 以来,经历了印支运动、燕山运动以及新生代以来青藏高原物质东流和阿萨姆(Assam)顶点楔入等的共同作用(乔学军等, 2004).正是由于这样的复杂构造运动所造成的严重变形和破坏,部分原有的玄武岩分布特征被掩盖,使得这部分研究存在一定的困难(徐涛等, 2015).在这种复杂的地质构造背景下,青藏高原东南缘地震活动频发,因此,研究青藏高原东南缘的岩石圈断面结构特征,不仅有助于认识该区域的地表隆升及构造演化等动力学问题,还对进一步认识深部孕震环境、强震发生机理具有十分重要的意义.

鉴于此,本文拟采用地震光照成像法(seismic daylight imaging,缩写为 SDI)(Sun, Kennett, 2016; 孙伟家等, 2019)通过远震 P 波的叠加自相关图构建台站下方的反射记录.由于该方法采用更高更宽频段的信号,再加上青藏高原东南缘布设的密集台阵的数据,我们能够得到该研究区域纵向分辨率较高的岩石圈断面结构,从而能够尝试首次利用界面波形震相得到青藏高原东南缘岩石圈软流圈边界的结构及形态,以期对青藏高原东南缘的地幔对流、板块运动以及岩石圈演化等地球动力学过程进行分析和讨论.

1 数据

本文数据源于中国地震科学台阵探测项目 2010 年 9 月在青藏高原东部布设的流动台站,每个台站由一个 Guralp CMG-40 或 CMG-3ESP 宽频带地震检波计和一个 Reftek 130 数据采集系统组成.本文在由北向南的 3 条东西向剖面(图 1 中 A, B, C 剖面)上分别选取由 22 个、40 个和 20 个宽频带流动地震台站组成的测线,从 2011 年 8 月至 2014 年 2 月期间记录到的地震事件中筛选出震中距在 30° — 90° 范围内且 P 波初至清晰的远震事件;再选取震级处于 $M_s 5.5$ — 7.0 的远震事件,其震源尺度相对 30° — 90° 震中距可被当作点源处理,且震源时间函数可被近似为三角函数(Houston, 2001).由于本研究仅利用远震事件 P 波的信号来计算其叠加自相关图,因此仅保留远震事件的垂向分量作为输入数据.最终,82 个台站均筛选出至少 100 条可用记录,最少的是 53033 台站的 106 条数据,最多的是 53072 台站的 440 条数据,这样的数据可确保由叠加自相关图所得结果的可靠性.图 1 给出了研究区域的构造背景及台站和剖面分布.

2 方法

Sun 和 Kennett (2016)利用远震事件的自相关对台站下方的岩石圈结构进行成像,并将该方法称之为“地震光照成像法”.该方法的基本原理是间断面下方的震源垂直入射透射波响应的自相关等价于以台站为虚拟震源和接收点的反射波响应.与传统的接收函数相比,SDI 方法使用更宽更高的频带(0.5—4 Hz)使得垂向分辨率更高,对岩石圈间断面的分辨能力可达 2 km,更精细的采样提高了对岩石圈中小尺度的非均匀结构的探测能力.Sun 和 Kennett (2017)利用 SDI 方法基于华北克拉通密集线性台阵记录提取台站下方的 P 波反射系数,获得了华北克拉通中部和西部的中岩石圈不连续面(mid-lithosphere discontinuity,缩写为 MLD)的精细图像.Sun 等(2018)利用该方法构建太古代西澳大利亚克拉通下方的高频(0.5—4 Hz) P 波反射系数,得到该地区中岩石圈不连续面的深度和岩石圈地幔中的多个显著间断面,结果表明该地区岩石圈不连续面的深度较浅,为 68—82 km,且那些岩石圈地幔中的众多间断面与岩石圈到软流圈 P 波和 S 波的大尺度结构以及径向各向异性等信息相吻合.

2.1 方法处理流程

地震光照成像方法的处理流程如图 2 所示. 首先, 对数据进行一些前期的预处理, 主要包括去线性趋势、去均值、去仪器响应和零相位滤波, 其中带通滤波采用 0.1—5 Hz 频段, 在该频段内保留了地震信号绝大部分的能量, 所选频段较传统接收函数方法更高更宽, 保证了该方法的垂向分辨率更高(Sun, Kennett, 2016). 其次, 为保证数据的质量, 剔除波形信噪比小于 5 的事件, 信噪比定义为波形均方根与噪声波形振幅均方根的比值. 这里噪声取 P 波理论到时的-50—5 s, 有效信号取 P 波理论到时的-10—10 s. 经过前期的筛选和预处理之后, 所有台站均保留了 100 个以上的事件. 再次, 选取 P 波理论到时的-30—150 s 的时间窗对筛选出的数据截取 P 波信号, P 波理论到时由 AK135 模型计算得到(Kennett et al, 1995).

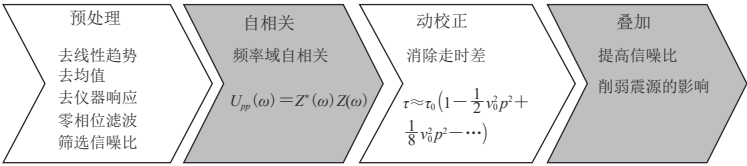


图 2 处理流程

Fig. 2 Processing flow

远震 P 波信号的自相关在频率域进行, 即对时间域的信号进行傅里叶变换之后进行自相关, 这样保证了自相关处理的速度, 自相关的形式为

$$U_{PP}(\omega) = Z^*(\omega)Z(\omega). \tag{1}$$

地震光照成像法的关键是将地震事件-台站对的波形自相关转换为虚拟震源和台站位于自由地表的地震反射波. 在自相关的过程中假设信号均为垂直入射到接收点的远震透射波, 即信号在到达接收点时的慢度为零($p=0$). 但是实际情况中远震 P 波并非严格垂直入射, 对于不同震中距的地震事件, 地震射线在台站下方的入射慢度有差异(0.04—0.08 s/km), 因此为了消除入射慢度所导致的地震反射震相走时差, 需要对自相关结果进行类似于地球物理勘探数据处理中的动校正, 使得远震信号到达接收点时慢度为零. 动校正公式为(孙伟家等, 2019):

$$\tau = \tau_0 \sqrt{1 - v_0^2 p^2} \approx \tau_0 \left(1 - \frac{1}{2} v_0^2 p^2 + \frac{1}{8} v_0^4 p^4 - \dots \right), \tag{2}$$

式中: τ_0 为震源位于地表时垂直反射的双程时间, $\tau_0 = 2h_0/v_0$; h_0 为界面深度; v_0 为地震波在上覆介质中传播的速度; p 为慢度.

经过自相关和动校正等处理之后, 对于每个地震事件, 各台站均得到一个自相关图谱, 通过将同一个台站所有事件的自相关图叠加来构建该台站下方的地震 P 波反射率的方式, 达到提高信噪比和削弱地震震源影响的目的. 为了表明叠加自相关图在不同频带下的特征, 更好地根据频率特征的变化识别间断面的位置, 对叠加自相关图作 0.05—1 Hz, 0.5—4 Hz 和 1—4 Hz 等 3 个频段的带通滤波. 当地震台阵的台站之间的间距较小时, 还可以采用空间叠加技术来进一步提高地震反射信号的信噪比, 同时增强台站之间反射系数的一致性(Kennett, 2015).

2.2 正演模拟

本文利用地震正演模拟验证地震光照成像法原理的正确性和有效性. 图 3 给出了多层介

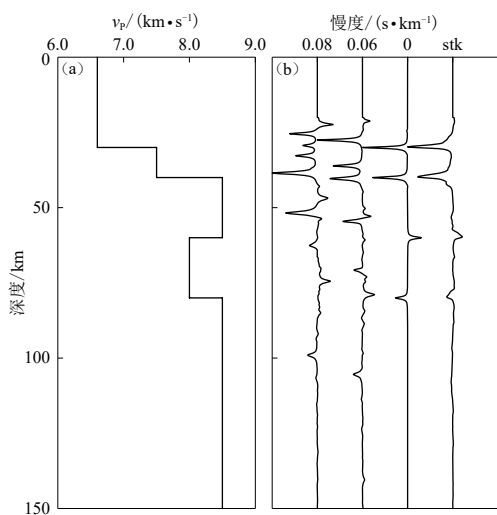


图3 多层介质模型(a)及其利用地震光照成像法构建的深度域地震反射波(b)

图(b)中 stk 道集为入射慢度为 0.04—0.08 s/km 时对应的远震事件地震反射波叠加的结果

Fig. 3 A multi-layer medium model (a) and the reflection wave in depth domain constructed by seismic daylight imaging method (b)

In Fig. (b) seismic gathers labeled stk is the result of stacked reflected waves from teleseismic events with slowness 0.04–0.08 s/km

质模型及其利用地震光照成像法构建的反射波。可以看出,当震源位于模型的底部和地震台站的正下方(慢度为 0)时,构建的来自间断面的反射信号清晰可见且走时准确,反射记录完全能够指示出地下间断面,这说明地震光照成像法理论的正确性和可行性。实际中,地震光照成像法主要采用的是远震事件,尽管地震波在台站下方以小角度入射,但依然会产生较为明显的地震多次波以及转换波。本文合成震中距为 30° — 90° 的远震事件,对应于慢度为 0.06 和 0.08 s/km 的理论地震图,按照地震光照成像法的流程获取相应的反射波记录。通过对比(图 3b)可知,在非垂直入射的情况下,构建的反射记录在间断面处会产生很多转换波和多次反射波,影响间断面位置的判断,而经过叠加后的反射记录能够压制一部分转换波和多次反射波,在间断面处能形成显著的脉冲响应,对间断面的位置有很好的指示效果,这也证明了地震光照成像法在实际资料处理中的可行性和有效性。值得注意的是,实际地震事件的方位角和震中距多为不均匀分

布,不能彻底压制多次波和转换波,为了尽可能克服这一缺陷,需尽可能地将 ZNE 坐标系旋转至 LQT 坐标系并且使用 L 分量,进一步减少所使用地震信号中的转换波分量。

3 结果

地震光照成像法结果的解释是该方法的一个重要的环节,岩石圈界面的梯度是影响反射波记录解释的重要因素,岩石圈间断面根据速度梯度可以分为突变界面和缓变界面两类。在前期研究和理论模型测试的基础上,孙伟家等(2019)总结和归纳了地震光照成像法结果的解释准则:① 清晰的地震反射信号;② 地震反射波组的反射信号。一般而言,在速度对比强烈的突变界面可获得强而清晰的地震反射信号,适用于解释准则①;而在速度梯度小的渐变界面难以获得较强的地震反射信号,此时应根据反射信号的频率和振幅等波组特征变化来识别间断面,适用于解释准则②。在解释过程中特别是根据波形频率特征拾取界面时,应注意相位的极性与速度变化的对应关系。为了更好地解释地震光照成像法结果,本文对地震 P 波反射率求取波形包络,波形包络的大小反映了地震反射率的大小,明显的波形包络也是识别主要岩石圈间断面的一种重要手段。在实际解释的过程中,还需要以前人的结果为参考予以对比,以使我们的结果在合理的范围之内。

本文利用地震光照成像法得到研究区域内 3 条剖面台站下方的叠加自相关图,利用叠加自相关图可在更高的分辨率下识别出莫霍面和 LAB 等间断面,本文的重点在于识别和解释

LAB. 为了验证地震光照成像法的有效性和可靠性, 将本文的莫霍面的结果与 Sun 等(2014)的结果进行对比, 结果如图 4 所示.

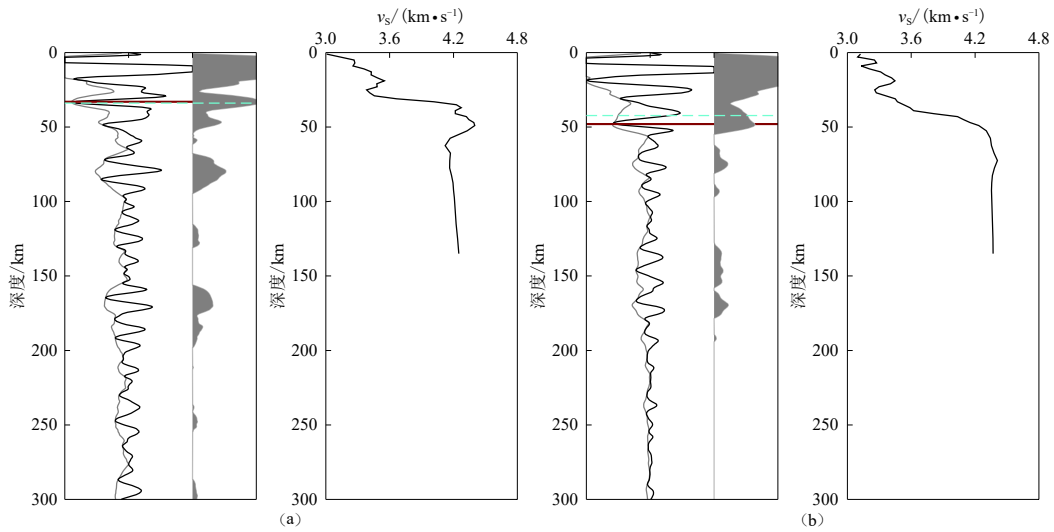


图 4 台站 53085 (a)和 53162 (b)的莫霍面结果对比

左侧黑色实线为叠加自相关道集, 浅灰色实线为波形包络, 灰色阴影区为波形包络的绝对值; 深红色实线为根据 SDI 方法得到的莫霍面位置, 绿色虚线为 Sun 等(2014)的莫霍面结果, 右侧的速度曲线为其反演得到的 S 波速度模型曲线

Fig. 4 Comparison of Moho results for the stations 53085 (a) and 53162 (b)

The black solid line on the left is stacked autocorrelograms gather, the light grey solid line is seismic envelope, the grey shadow area is absolute value of seismic envelope; the deep red solid line is Moho position obtained by SDI method, and the green dashed line is Moho surface result from Sun et al (2014). The velocity curve on the right side is S-wave velocity model curve obtained by inversion

为验证本文莫霍面的结果, 将每个台站下方地震光照成像(SDI)法确定的莫霍面与相同台站下 Sun 等(2014)利用接收函数和面波频散联合反演所得结果进行对比. 莫霍面代表了地壳底部反射响应形态的变化(Kennett, 2015), Sun 和 Kennett (2016)提出在低频段道集先找出潜在莫霍面反射时间窗, 然后在高频段相应的时间窗内追踪频率的变化以确定莫霍面的经验识别方法. 此处我们使用上文中更精确的解释准则来判断莫霍面的位置, 由图 4 可以看出本文通过自相关图波形包络以及反射信号的波组特征所确定的莫霍面位置与 Sun 等(2014)的结果非常接近, 一定程度上说明了 SDI 方法的可靠性和合理性. 同时, 在图 4a 和 b 的右侧所示的利用接受函数和面波频散联合反演得到的 S 波速度模型中可见, 莫霍面的位置对应于 S 波速度增加最快的深度. 以上结果表明了 SDI 方法识别莫霍面的有效性. 为了进一步增加本研究的可信度, 根据上文提到的解释准则, 在叠加自相关图上确定每个台站下方的莫霍面深度, 并与 Sun 等(2014)利用接收函数方法得到的莫霍面结果进行对比, 结果如图 5 所示, 可见 3 条剖面上利用地震光照成像法所得的莫霍面结果(白色短线)与接收函数方法得到的莫霍面结果(黑色长线)在大部分台站上非常接近或重合, 说明地震光照成像法在确定莫霍面方面的有效性, 具有一定的可信度, 而且鉴于该区域有大量关于莫霍面的研究(Xu et al, 2007; 李永华等, 2009; 徐强等, 2009; Hu et al, 2012; Fu et al, 2017), 本研究将重点研究该区域 LAB 的结构特征.

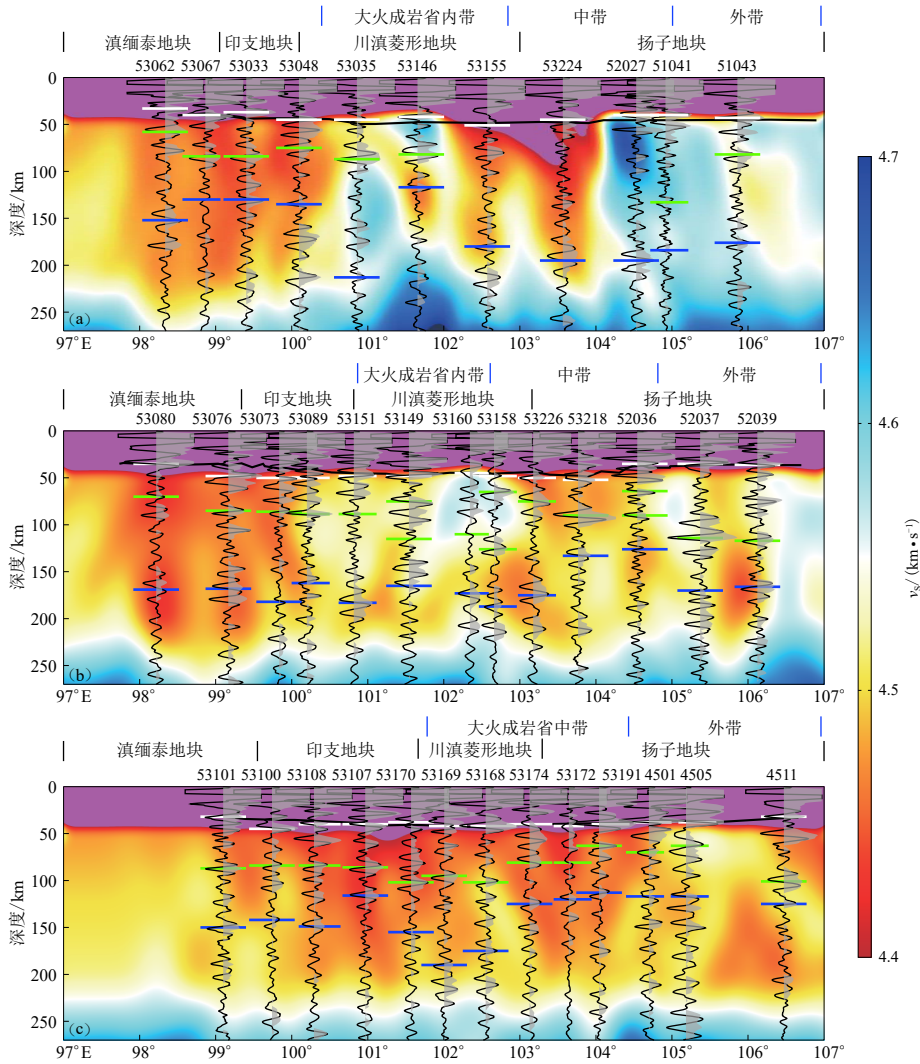


图 5 剖面 A (a), B (b)和 C (c)的间断面结构图

黑色实线为叠加自相关道集的波形图，灰色阴影为波形包络，蓝色实线为探测到的较深主间断面的位置，绿色实线为确定的位于莫霍面与主间断面之间的次级间断面的位置，白色实线为地震光照成像法确定的台站下方莫霍面的深度；图中 50 km 左右的黑色实线为 Sun 等(2014)的莫霍面的结果。为了凸显 50 km 以下区域的速度对比，更好地讨论间断面的位置，图中 50 km 以上的区域为粉红色并且不包含在色标中，4.4 km/s 以下的速度也未包含在色标中

Fig. 5 The structure of the discontinuities for the profiles A (a), B (b)和 C (c)

The black solid line is the waveform of the superimposed autocorrelation gather, the grey shadow is the seismic envelope, the blue solid line is the location of the deep main discontinuity detected, the green solid line is location of the secondary discontinuity located between Moho surface and the main discontinuity, and white solid lines are the Moho depth beneath the stations. The black solid line near 50 km is the Moho result of Sun *et al* (2014). In order to highlight the velocity contrast of the area deeper than 50 km, and to better discuss the position of the discontinuities, the area above the depth of 50 km in the figs. is pink and not included in the color mark, and the velocity smaller than 4.4 km/s is not included in the color mark here

图5给出了本文选取的剖面A、B和C(位置见图1)的间断面结果.为了增加本文结果的可信度,在剖面的背景上加上背景S波速度,这里选择Zhang等(2018)利用远震体波走时成像方法得到的S波速度作为参考速度模型,以背景速度辅助我们分析和讨论岩石圈间断面.

3.1 A剖面结果分析

对于位于最北侧的A剖面,其使用地震光照成像法所得的间断面结果如图5a所示.该条剖面穿过滇缅泰地块、印支地块、川滇菱形地块和扬子地块,其中扬子地块部分位于四川盆地附近.从速度剖面上可以看出,由于腾冲火山群的存在,滇缅泰地块甚至延伸至印支地块的范围内存在一体积较大的低速异常体.经地震光照成像法的处理,可见:位于滇缅泰地块的53062台站下方存在一深度为152 km的显著的间断面,53067台站下方显著间断面的深度为130 km;印支地块的53033台站下方存在深度为130 km的显著的间断面,台站53062和53067下方存在深度为58 km和84 km的次级间断面,53033台站下方有深度为84 km的次级间断面,但是这些间断面是否可以解释为LAB仍需要进一步讨论.

对于川滇菱形地块的部分,该区域速度结构较为复杂,导致其间断面的形态也相对起伏和复杂,这可能是由该段剖面位于峨眉山大火成岩省内带造成的.53048台站并不位于大峨眉山火成岩生内部,其S波速度以及间断面的深度与西侧的台站具有一定的连续性,其下方存在一深度约为135 km的较深间断面,在其上方还探测到深度为75 km的次级间断面.位于大峨眉山火成岩省内带范围内的53035、53146和53155台站下方的情况较为复杂,SDI方法探测到的间断面多样且起伏很大,其中较深间断面的深度分别为213、117和180 km,在53035和53146台站下方还探测到深度分别为87 km和82 km的较浅的次级间断面.从上述可见这些间断面与速度的变化均有很好的对应关系,这也间接证明了本文所用方法的正确性和合理性.

扬子地块的5个台站中,53224、52027和51041位于峨眉山大火成岩省的中带.53224台站下方存在一明显的低速异常,在195 km深度处探测到一个由于速度的增大而引起的较为显著的间断面;在52027台站下方探测到深度为195 km的显著间断面,51041台站位于表现为整体高速的扬子地块,在其下方也同样存在一速度增大而引起的深约184 km的间断面,相比西侧的53224台站较浅,其上方还有一个133 km深的次级间断面.位于峨眉山大火成岩省外带的51043台站下方四川盆地克拉通性质的介质内部存在一低速异常体,该低速异常体导致深度为82 km和176 km的间断面的存在.

3.2 B剖面结果分析

B剖面的间断面结构图如图5b所示.该条剖面与A剖面穿过相同的地块,从图中可以看出该剖面间断面的起伏相比A剖面较小,且广泛存在于莫霍面与主间断面之间的次级间断面.与A剖面类似,B剖面由于腾冲火山的存在,滇缅泰地块甚至延伸到印支地块的大部分均存在一体积较大的低速异常体.这种低速异常体的存在使得我们可以通过SDI方法探测到间断面的存在.但是由于其特殊的地质构造,LAB的存在尚需进一步分析和解释.

在滇缅泰地块和印支地块内部的腾冲火山低速异常体内部,探测到具有一定连续性的较深的间断面,例如滇缅泰地块内部的53080台站下方存在一深度为169 km的主间断面,印支地块内部的53089台站和53073台站下方分别存在深度为162 km和182 km的较深主间断面,这些分别属于两个不同地块的间断面有一个共同的特征,即均处于170 km深度上下的较低速位置,地震光照成像法在该位置可产生较强的反射.同时可以看到,在这两个地块的

4 个台站下方均存在莫霍面与较深的间断面之间的次级间断面,其深度由西向东分别为 70, 85, 86 和 89 km,表明滇缅泰地块和印支地块在这些次级间断面的深度上也具有一定的连续性,这两个地块受腾冲火山群的影响在该剖面上具有相似的性质和结构形态.从速度剖面上可以看出:川滇菱形地块内部的速度不均匀性和复杂性相较 *A* 剖面有了很大的改善,这部分以峨眉山大火成岩省的高速为主,有部分残留低速体处于 150 km 左右的深度,靠近印支地块和红河断裂的 53151 和 53149 台站与左侧介质具有一致性,其接近于 LAB 的较深间断面的深度分别为 180 km 和 165 km,其上部也有深度分别为 75 km 和 115 km 的次级间断面,而且两个次级间断面的出现说明这个位置的 S 波速度相对于 *A* 剖面来说并没有完全趋于均匀;而靠近扬子地块和小江断裂的 53158 和 53160 台站下方的主间断面的深度可达约 180 km 和 187 km,这两个间断面也是由于介质由低速向高速过渡而产生,在 53160 台站上方存在一深度为 110 km 的次级间断面,在 53158 台站主间断面上方存在深度分别为 65 km 和 126 km 的次级间断面,说明这些次级间断面在速度剖面上分别对应着低速过渡到高速和高速向低速突变的状态.在东侧的扬子地块,与剖面 *A* 相比,该剖面的速度结构表现得就不那么均匀,在原本普遍高速的背景上,出现了许多低速异常体,且该处主间断面的深度比西侧的地块较浅,例如探测到的 53218 和 52036 台站下方的主间断面的深度分别为 133 km 和 126 km,其中 53218 台站下方存在深度为 90 km 的次级间断面,52036 台站下方存在深度分别为 64 km 和 90 km 的两个次级间断面,众多次级间断面的出现也说明了此处速度结构的复杂性.但是与 *A* 剖面类似,在扬子地块内部 106°E 附近存在一低速异常体且异常更加突出,相应的主间断面深度为 166 km,其上方也存在一深度为 117 km 的次级间断面.

3.3 C 剖面结果分析

位于最南侧的 *C* 剖面的结果如图 5c 所示.可以看出该条剖面的 S 波速度起伏弱于剖面 *A* 和 *B*,这可能是由于该条剖面远离青藏高原和扬子板块相互挤压区域所致,且该区域相比于剖面 *A* 和 *B* 整体表现为较低速.在位于滇缅泰地块内部的 53101 台站下方探测到深度为 150 km 的主间断面,可见剖面 *A*, *B* 和 *C* 中这一部分的主间断面的深度较为一致,表明受腾冲火山群的影响,滇缅泰地块的间断面结构在空间上具有一致性,同时在该主间断面上方存在一深度为 87 km 的次级间断面.在印支地块内部,间断面也受低速体的控制,53100 台站和 53108 台站与西侧的滇缅泰地块具有一定的连续性,其中 53100 台站主间断面深度为 142 km,次间断面深度为 84 km,53108 台站具有深 149 km 的主间断面以及深 84 km 的次级间断面;对于印支地块内的 53107 台站,其下方介质在 50—150 km 范围内具有比周围介质更低速度的异常体,具有与前面两个台站相当的次级间断面深度 86 km,但其下方的主间断面深度明显较浅,与该台站下方 100 km 深度上下的最低速相关性很大,导致该处的主间断面深度仅有 116 km;而对于其内部相对靠近川滇菱形地块和红河断裂的 53170 台站,其下方探测到深度为 155 km 的主间断面和 102 km 的次级间断面.与剖面 *A* 和 *B* 类似,川滇菱形地块内部的主间断面的深度比两侧都要更深,例如川滇菱形块体内部的 53169 台站,其下方的主间断面的深度达到 190 km,从速度剖面上可知这是由于 S 波速度在该处逐渐由低速转变为高速,同时在莫霍面与主间断面之间存在一深度为 95 km 的次级间断面,这与西侧地块的次级间断面存在一定的连续性,其东侧 53168 台站下探测到深度为 175 km 的主间断面和深度为 102 km 的次间断面.同 *B* 剖面所表现出的特点一样,与川滇菱形地块相比, *C* 剖面的扬子地块部分下方的主间断面的深度明显较浅,且台站之间具有一定的一致性,例如该区域台站 53174, 53172, 53191,

4501 和台站 4505 下方的主间断面分别处于 125, 120, 113, 117 和 117 km 深度处, 其中台站 53174, 53172 和 53191 下方 50—200 km 范围内存在低于周围介质的低速异常, 在这些台站的上方分别存在深度为 81, 8, 63, 70 和 63 km 的次级间断面. 在该条剖面的最东侧, 可以看到在前两个剖面中出现的 106°E 附近的低速异常在该剖面中表现的不是很明显, 这也导致此处的主间断面的深度未呈较大差异, 约为 125 km, 其上存在一个深度为 101 km 的次级间断面, 与扬子板块其它台站下方的间断面结构表现出了一定的连续性.

以上给出了地震光照成像方法的解释准则, 并且根据波形特征结合解释准则给出了每个台站下方间断面的位置. 为了进一步明确间断面的判定准则, 选择情况较为复杂的 *B* 剖面用表格的形式说明每个台站下方间断面判断的具体原则, 更加直观地给出每条间断面的判别原则, 具体列于表 1.

表 1 剖面 *B* 台站下方间断面的具体判别准则

| Table 1 Specific criteria for discrimination of discontinuities beneath the stations of section <i>B</i> | | | | |
|--|----------------------|----------------------|----------------------|--------------|
| 台站名 | 间断面1 | 间断面2 | 间断面3 | 间断面4 |
| 53080 | 地震波组振幅、频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组频率的变化 | 地震波组频率及波形包络 | |
| 53076 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组频率的变化及地震波形包络 | |
| 53073 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 | |
| 53089 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化及波形包络 | |
| 53151 | 地震波组频率的变化 | 地震波组频率的变化 | 地震波组频率的变化及地震波形包络 | |
| 53149 | 地震波组频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 |
| 53160 | 地震波组频率的变化 | 地震波组频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化及波形包络 | |
| 53158 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组振幅、频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组振幅、频率的变化及波形包络 | 地震波组频率的变化 |
| 53226 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | |
| 53218 | 地震波组频率的变化 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组振幅、频率的变化 | |
| 52036 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化 |
| 52037 | 地震波组振幅、频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组振幅、频率的变化 | |
| 52039 | 地震波组振幅、频率的变化及明显的反射信号 | 地震波组振幅、频率的变化 | 地震波组振幅、频率的变化及明显的反射信号 | |

4 结果分析

4.1 方法稳定性

为了证明本文使用的地震光照成像方法对于不同数据的稳定性且在不同的地质块体上均成立, 在 3 条剖面均穿过的滇缅泰地块、印支地块、川滇菱形地块和扬子地块上选取 53080, 53107, 53034 和 4501 台站, 并将这 4 个台站的地震事件按时间分成独立的两部分. 4501 台站 2012 年 3 月 14 日至 2012 年 9 月 3 日的 165 条数据为 I 部分, 2012 年 9 月 4 日至 2013 年 6 月 19 日的 164 条数据为 II 部分; 53080 台站 2011 年 8 月 14 日至 2013 年 1 月 30 日的 183 条数据为 I 部分, 2013 年 1 月 31 日至 2013 年 10 月 20 日的 183 条数据为 II 部分; 53034 台站 2012 年 3 月 3 日至 2012 年 11 月 20 日的 124 条数据为 I 部分, 2012 年 11 月 21 日至 2013 年

8月4日的255条数据为Ⅱ部分；53107台站2011年7月5日至2012年10月20日的256条数据为Ⅰ部分，2012年10月21日至2013年12月27日的255条数据为Ⅱ部分。

如前文所述，这些数据均来自于中国地震科学台阵探测项目，使用地震光照成像法分别用相同的参数独立地处理每个台站的两部分地震数据，这样每个台站分别得到两个叠加自相关图，结果如图6所示。将每个台站的两个叠加自相关图进行对比，以讨论地震光照成像法的稳定性。

从图6中可以看出，对处于不同地块的4个台站来说，独立的两部分数据经过地震光照成像方法得到的两条反射记录基本相同，尽管在有些地方振幅存在微小的差异，但是频率特

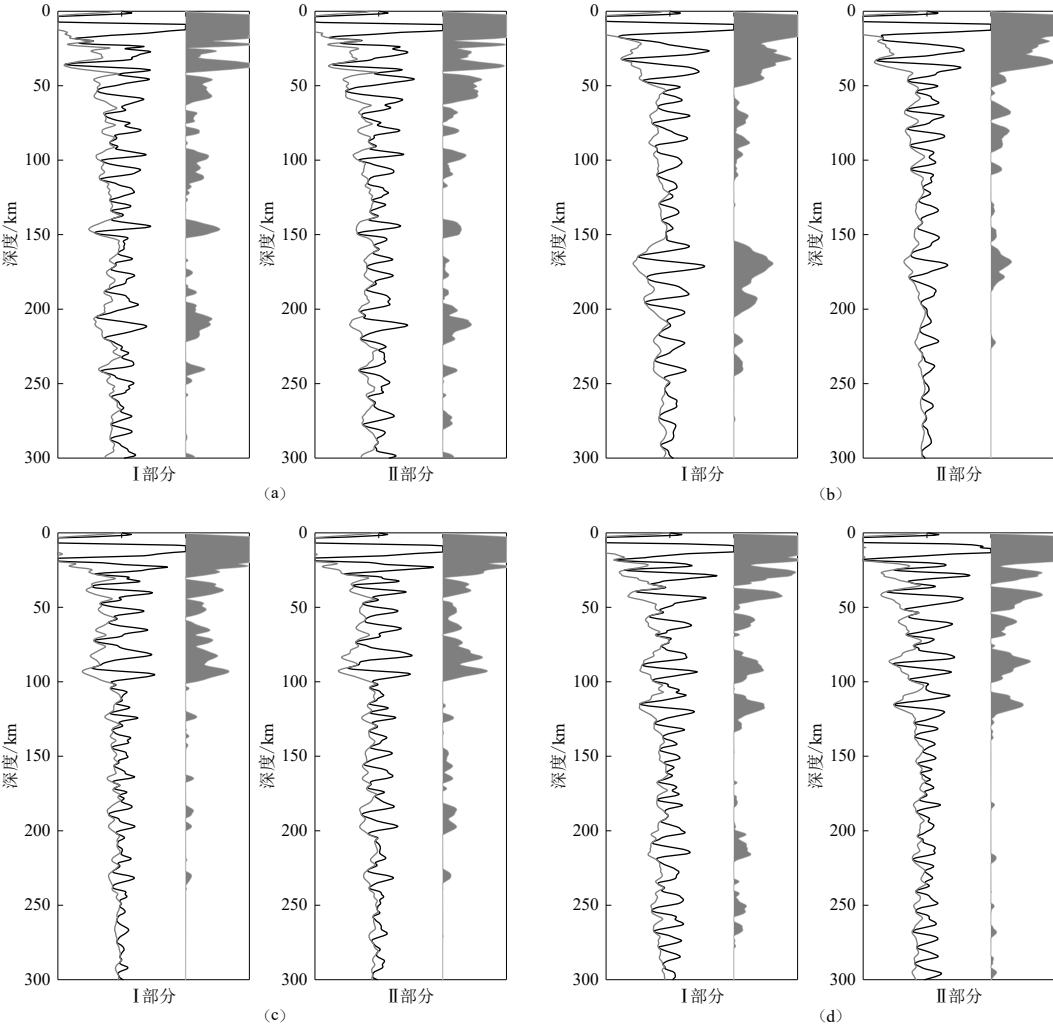


图6 台站53080(a)，53107(b)，53034(c)和4501(d)上地震光照成像法稳定性分析结果

每幅图中左侧黑色实线为叠加自相关道集，灰色实线为波形包络，灰色阴影区为波形包络的绝对值

Fig. 6 The stability analyses on the seismic daylight imaging for the stations 53080 (a), 53107 (b), 53034 (c) and 4501 (d)

The black line on the left side of each image is the stacked autocorrelation gather, the grey line is the seismic envelope, and the grey shadow area is the absolute value of the seismic envelope

征基本保持一致。前文提到,可以利用追踪叠加自相关图的频率变化来识别间断面,也可以利用图中右侧波形的包络来定量识别间断面,从图6中可以看出无论使用哪种方法来识别间断面的位置,都可以从每个台站的两部分数据处理得到的两条叠加自相关记录中得到相同的结果。因此可以认为本文所使用的地震光照成像方法对数据来说是稳定的,即对同一个台站来说,由独立数据得到的叠加自相关图具有相似的频率和振幅特征,基本可以忽略数据的时空分布对结果所造成的误差,这是本文结论正确性和可靠性的前提。

4.2 区域间断面结构

对于3条剖面最西侧的滇缅泰地块来说,从速度剖面上看50—250 km深度范围内均被低速体占据,这是由于在A剖面与B剖面之间存在腾冲火山群的原因。这种大规模的低速体可以从形成过程予以解释。滇缅泰地块在晚古生代时期从冈瓦纳大陆北缘分离开来并向北移动,其中保山地块在晚二叠世初期与扬子—印支地块开始拼合并早在中三叠世完成拼合,随后腾冲地块和保山地块沿怒江断裂相互碰撞挤压形成,至始新世印度板块向欧亚板块俯冲、碰撞,所以包括腾冲在内的滇西南区从晚古生代直至现代均处于板块边缘活动区域。腾冲火山低速区紧邻怒江断裂,而且自早新生代以来一直受印度板块和缅甸微板块向东的推挤作用,因此腾冲火山呈现的低速不仅仅是腾冲地区局部的现象(阚荣举等,1996;杨晓涛等,2011)。在此背景下,我们在3条剖面上均探测到深度相当的主间断面(150 km左右),这种稳定的间断面结构说明,虽然腾冲火山地处碰撞带边界,且紧邻缅甸微板块俯冲边界和两个大陆板块现代俯冲碰撞边界,使其受到多次碰撞及长期的挤压作用,但是腾冲火山所在地块并未出现构造活动区该有的现象,反而具有相对稳定的速度结构和间断面结构。从深度上看,该区域主间断面的深度为150 km左右,且这些间断面多处于S波速度的最低值处,尤其是B剖面,其主间断面位于显著低速位置。穆治国等(1987)根据该区域地球化学参数分析指出腾冲火山的原始岩浆是上升的地幔底辟历经地壳物质的渐进混染形成,因此本文认为这些使用地震光照成像法探测出的间断面并不是LAB界面的位置,而有可能是腾冲火山原始岩浆形成的位置,即岩浆源。另外,在滇缅泰地块部分所对应的3条剖面上,均存在深度小于90 km的次级间断面,其中较靠近腾冲火山的剖面A和B的次级间断面位于深度60 km左右,与阚荣举等(1996)结合地震面波反演和重力异常拟合所得的60—64 km的岩石圈厚度相吻合,因此本文认为地震光照成像法在滇缅泰地块探测到的次级间断面是该地区的LAB,这种深度的岩石圈厚度较中国大陆一般岩石圈厚度(100 km)较小,故推测厚度为90 km左右的岩石圈可能是软流圈地幔物质上涌引起岩石圈的拉张与减薄所致,而局部厚度为60 km左右的岩石圈则是在上地幔区域性上隆的基础上,又发生了局部上隆造成的。

印度板块在晚古新世与欧亚板块开始碰撞之后逐渐向欧亚板块楔入,这种大规模的陆—陆碰撞不仅导致喜马拉雅碰撞带内发生大陆地壳的相互冲断重叠和加厚作用,也引起欧亚板块南缘的印支半岛挤出,在东南亚地区形成大规模的逃逸构造(王雅明等,2007),这样的构造演化过程决定了印支地块内部及边缘发育多条作为逃逸构造边界的走滑断裂,如怒江断裂和红河断裂。从图5中印支地块内部的台站叠加自相关图可以看出,无论是印支地块的主间断面还是其次级间断面均与西侧滇缅泰地块相差不大,因此可以认为:A剖面53033台站下方的LAB深度为84 km,而下方130 km间断面则为岩浆源;B剖面的LAB深度为89 km,岩浆源位置与西侧基本处于同一水平;位于最南端的C剖面上的印支地块的范围最大,与剖面A和B不同的是,C剖面在红河断裂西侧的S波速度最低值出现在印支地块内

部,但其间断面的深度也与西侧的滇缅泰地块保持一致.前面我们提到腾冲火山自早新生代以来一直遭受印度板块和缅甸微板块向东的推挤作用,这使得腾冲火山低速区可能不是一个局部的现象,理论上离滇缅泰地块最近的印支地块在构造性质上应该与滇缅泰地块具有一定的连续性,从本文结果(图 5)也可以看出是支持这种观点的.因此本文的研究结果进一步为印度板块的推挤作用造成了腾冲火山低速物质向东侧溢出的结果提供了地震学证据.

川滇菱形地块及其边缘的断裂带是中国大陆地震活动最强烈的地区之一,现今是由小江断裂、红河断裂等深大断裂围成的区域.研究川滇菱形地块的岩石圈间断面结构,必须考虑峨眉山大火成岩省的影响(Courtillot *et al.*, 1999).从图 1 中可以看出川滇菱形地块的大部分被峨眉山大火成岩省的内带所占据,在其东南角为峨眉山大火成岩省中带.从 A 剖面的速度剖面来看,滇缅泰地块与东西两侧地块相比,在 50—200 km 深度范围内存在高速异常体,并且在 102°E 左右 250 km 深度的位置出现高速异常,由此推测该处高速异常可能是地幔柱所在的位置,并且峨眉山大火成岩省的形成与地幔柱的活动有关,高温的熔融岩浆在冷却过后形成密度较大的高速体,而在 50—200 km 深度范围内局部出现的高速体则是由于火山喷发过程中,部分岩浆喷出地表,而另一部分岩浆则以侵入岩和底侵岩的形式保存在不同的深度所致,当然这种复杂的构造也与前文提到的区域构造活动有一定关系.由于这种比较显著的速度差异, A 剖面上川滇菱形地块的 3 个台站下方通过地震光照成像法探测到的间断面均位于速度变化较大之处;但是必须指出的是,虽然地震光照成像法所得结果与 S 波速度吻合得很好,但是对于该区域复杂的地质构造而言选取 LAB 依然很困难.另一方面,台站 53035 和 53146 的较浅次间断面较西侧印支地块和滇缅泰地块的 LAB 界面略深,由于印支地块和川滇菱形地块在构造运动时期均受到挤压作用发生侧向挤出,且两地块之间的红河断裂主要位于地壳层面,因此我们认为这两条次级间断面为该区域的 LAB. B 剖面大部分处于峨眉山大火成岩省内带偏南的位置,靠近小江断裂的部分属于中带,从速度剖面上看出,虽然该处高速异常依然存在,但是异常幅值较剖面 A 偏小,这可能是由于该位置远离我们推测的地幔柱位置,岩浆喷发对该位置的岩石圈影响较小.对于间断面的位置,位于川滇菱形地块西部、中部的台站 53151 和 53149 的 LAB 与西侧印支地块存在一定的连续性,均处于较浅的位置,深度约为 75 km,而在靠近小江断裂的台站 53160 和 53158 的位置,受该处低速异常体的影响, LAB 的深度与西侧相比比较大,约为 128 km. C 剖面位于川滇菱形地块的部分范围较小,均处于峨眉山大火成岩省中带,速度剖面更加均匀,未出现前两个剖面那样的高速异常体,这也进一步为地幔柱位置以及峨眉山大火成岩省的猜想提供了证据.该区域 53169 台站下方较深的主间断面也是由于速度突变所致,而深度为 95 km 的次级间断面也符合我们之前关于 LAB 位置的判断,与西侧地块的 LAB 在深度上存在一定的连续性,台站 53168 与之类似.

本文研究区域的扬子地块属于扬子板块西缘,从速度剖面上来看,该区域的 S 波速度从北向南逐渐减小,其中高速部分为扬子地块西北部的四川盆地,四川盆地由于多个造山带、断裂带和褶皱带限定,其大地热流平均值为 53.2 mW/m²,青藏高原东部地表的平均热流值处于 72—82 mW/m² 之间(Wang, 2001),这种高速、低热流特征具有典型的克拉通性质.在 A 剖面中,我们可以看到 53224 台站下方出现显著的类似柱形的低速异常,可能是由于印度板块和欧亚板块碰撞挤压期间青藏高原的软流圈物质向东运动,但是受到四川盆地致密坚硬且较冷的岩石圈的阻挡,软流圈物质向下溢流,形成了图 7a 所示的柱形低速异常体,因此推测

扬子地块的岩石圈厚度要比西侧的岩石圈更大. 在扬子地块的四个台站下方, 分别探测到深度为 195, 195, 184 和 176 km 的较深间断面, 这些间断面与西侧台站的间断面深度相差较

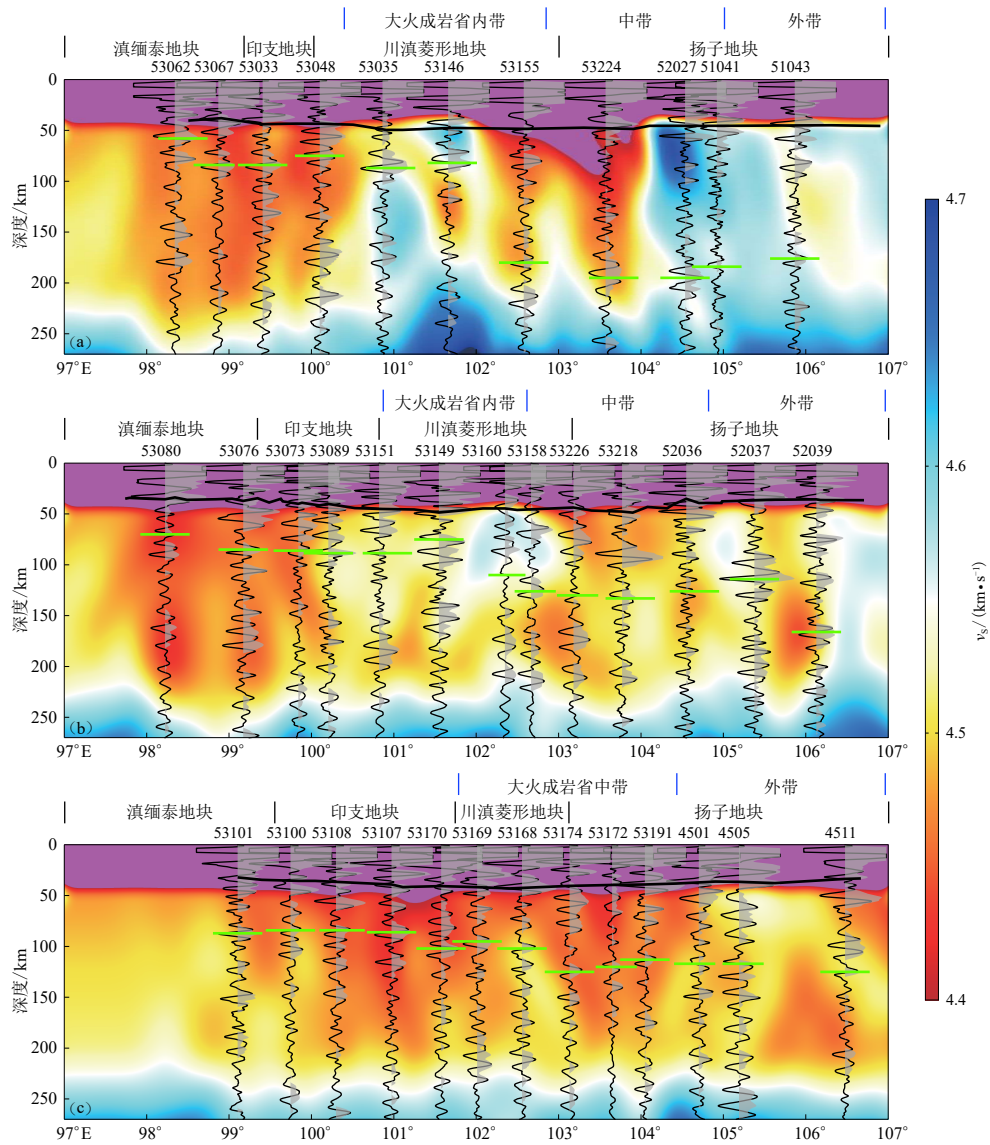


图 7 剖面 A (a), B (b) 和 C (c) 的岩石圈-软流圈边界(LAB)结果图

黑色实线为叠加自相关道集的波形图, 灰色阴影为波形包络, 绿色实线为确定的可能的 LAB 的位置; 图中 50 km 左右的黑色实线为 Sun 等(2014) 的莫霍面结果. 为了凸显 50 km 以下区域的速度对比, 更好地讨论间断面的位置, 图中 50 km 以上的区域为粉红色并且不包含在色标中, 4.4 km/s 以下的速度未包含于色标中

Fig. 7 The results of the LAB for the profiles A (a), B (b) and C (c)

The black line is the waveform of the stacked autocorrelograms, the grey shadow is the seismic envelope, and the green line is the location of the possible LAB. The black solid line near 50 km depth is the Moho result of Sun et al (2014). In order to highlight the velocity contrast of the area below 50 km, and to better discuss the position of the discontinuity, the area above 50 km in the fig. is pink and not included in the color mark, and the velocity below 4.4 km/s is not included in the color mark

大. 为了证实这种起伏的间断面的真实存在, 本文选取台站 53035, 53146, 53155 和 53224, 将每个台站的地震数据分为台站东侧和西侧两部分, 用这两部分的数据分别独立计算台站的叠加自相关图, 结果表明由两部分的数据得到的间断面结果相同, 这意味着该处确实存在着这种 LAB 界面的起伏. 另外, 这种巨厚的岩石圈厚度与前人的结果(刘福田等, 1989; 孙若昧, 刘福田, 1991)相吻合, 证明地震光照成像方法的合理性. *B* 剖面相对 *A* 剖面远离四川盆地克拉通性质的介质, 其速度剖面以低速为主, 其原因可能是前面提到的四川盆地的阻挡作用使软流圈物质下涌, 而且由于此处的扬子地块的介质不像四川盆地那样坚硬, 造成软流圈物质向东南方向溢流, 使得 *B* 剖面和 *C* 剖面中的扬子地块部分普遍呈低速, 这与张忠杰等(2009)利用接收函数方法对该区域的研究结果相同, 他们认为以软流圈运动驱动的青藏高原物质东向逃逸, 遇到深达上地幔的扬子地块的阻挡, 转向东南方向, 另外还可能存在着向下的垂直运动分量. 在 *B* 剖面上的 5 个台站探测到深度分别为 130, 133, 126, 114 和 166 km 的较深间断面, 本文认为这种深度的间断面很可能为该区域 LAB 所在的位置. *C* 剖面上速度继续减小, 以小于 4.5 km/s 的低速为主, 在其中的 4 个台站下方, 均探测到 120 km 深度上下的间断面, 可见剖面 *B* 与 *C* 的主间断面深度相差不大. 从 *B* 剖面到 *C* 剖面, 主间断面的深度略微加深, 与 *A* 剖面到 *B* 剖面的 LAB 变化趋势相同, 因此对于 *C* 剖面我们将探测到的深度分别为 125, 120, 113, 117, 117 和 125 km 的间断面确定为该处的 LAB.

将本文确定的该区域 3 条剖面上可能的 LAB 位置绘于图 7 中, 同时为了更直观地表现 LAB 深度的变化趋势, 将所得 LAB 深度以等值线图的形式绘制成图 8. 从两类图示均可以看出, 对每条剖面而言, 以小江断裂为界限, LAB 呈现西薄东厚的形态, 在小江断裂西侧, 南北方向上 LAB 的深度较为稳定, 起伏较小, 而在小江断裂东侧的扬子地块中, 北侧四川盆地附近出现巨厚岩石圈, 且岩石圈厚度由此向南呈现逐渐减薄的趋势(图 7).

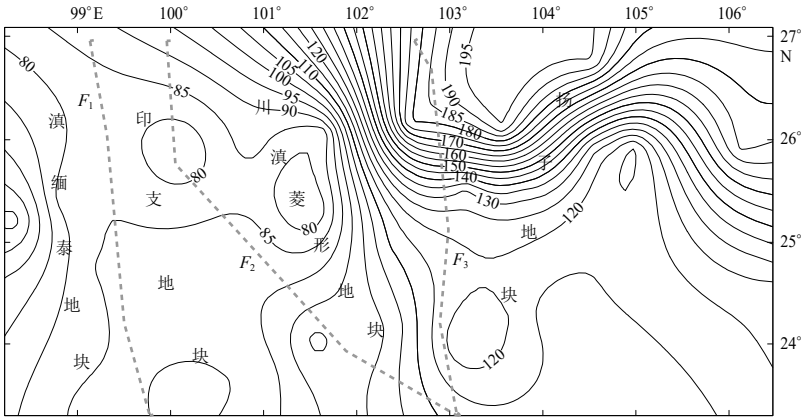


图 8 LAB 深度等值线图(单位: km)

Fig. 8 Contour map of LAB depth (unit in km)

为了说明本文结果的正确性, 将地震光照成像方法得到的莫霍面和 LAB 结果与 Yang 等(2017)利用 P 波接收函数和 S 波接收函数得到的云南地区的结果进行对比. 对于莫霍面的深度, Yang 等(2017)的结果显示: 地壳厚度从云南南部的 30 km 变化至云南西北部的 68 km, 一个重要的构造特征是 26°N 附近存在一个过渡带, 地壳厚度由该过渡带向北显著增厚, 即从云南中部的 40 km 增至丽江—小金河断裂附近的 50 km 左右, 云南地区总体呈南薄北厚、西

薄东厚的趋势. 在本文利用地震光照成像法所得莫霍面深度结果(图5)中, 在云南地区(97°E—106°E)范围内, 从每一条剖面上, 可以看出莫霍面的深度也呈西薄东厚的趋势, 而继续向西到达扬子板块西部, 莫霍面深度则又呈减小的趋势. 从图5还可以看到, 在南北方向上(从C剖面到A剖面), 莫霍面深度由C剖面的30—40 km逐渐增至B剖面的40—50 km, A剖面和B剖面的莫霍面同样处于40—50 km深度, 地震光照成像方法得到的莫霍面过渡带与接收函数方法的结果相比较偏南(25°N左右). 对于LAB的深度, Yang等(2017)的结果表明在金沙江—红河断裂的西部, 由P波接收函数得到的LAB深度由80 km变化至100 km, 与S波接收函数得到的结果很相近. 在云南东南部, 由P波接收函数得到的LAB深度比S波接收函数的结果小了20 km左右, 处于100—120 km范围内; 另外, 较薄的岩石圈在26°N附近形成一个过渡带, 由该过渡带向东南方向LAB深度增加至120—140 km. 从地震光照成像方法得到的LAB结果(图7)中, 可以看出: 3条剖面都近似以金沙江—小金河断裂为界, 该断裂以西LAB深度处于80—100 km范围内, 而在该断裂东侧, LAB深度有明显的增大趋势; 对于该断裂东侧, 在B和C剖面上LAB深度处于110—140 km范围内, 与Yang等(2017)的结果相吻合, 而在云南东南部, 地震光照成像方法得到的LAB深度达到150—180 km, 与接收函数所得结果相比较大. 从上述两种结果的比较可知, 由地震光照成像方法得到的莫霍面深度和LAB深度均与Yang等(2017)使用接收函数方法得到的结果吻合得较好, 从而证明了地震光照方法的合理性和正确性.

5 结论

青藏高原东南缘地区地质构造复杂、地震活动频发, 研究该区域的岩石圈间断面结构特征不仅有助于认识该区域的地表隆升及构造演化等动力学问题, 还对进一步认识深部孕震环境、强震发生机理具有十分重要的意义. 本研究通过地震光照成像方法得出该区域三条剖面上的LAB深度, 并讨论其地球动力学意义, 是对该地区缺少LAB精细化研究的一次重要补充. 本研究使用青藏高原东南缘的中国地震科学台阵探测项目的台站所记录的远震P波波形数据, 采用地震光照成像法, 获得了青藏高原东南缘岩石圈间断面结构, 结合已有的成果分析, 此次研究的主要结论如下: 青藏高原东南缘的岩石圈厚度西薄东厚, 其中滇缅泰地块腾冲火山附近最薄, 约为60 km, 其较薄的岩石圈可能是软流圈地幔物质上涌所造成; 扬子地块岩石圈厚度从四川盆地向南逐渐减薄, 特别是四川盆地下方最厚, 其岩石圈厚度可达190 km左右; 滇缅泰地块腾冲火山下方150 km深度上下探测到明显的间断面, 可能是腾冲火山原始岩浆源的位置即岩浆源; 本研究印支地块与滇缅泰地块结构的连续性进一步为印度板块的推挤作用造成腾冲火山低速物质向东溢出提供了地震学证据; 综合本文及Sun等(2014)的研究结果, A剖面显示峨眉山大火成岩省内带50—250 km深度范围及其上方地壳内存在明显局部高速异, 其不均匀分布特征可能与二叠纪火山喷发过程中岩浆底侵及中生代以来多期次构造活动有关. 本研究还存在不足之处, 仅通过地震光照成像方法得到青藏高原东南缘三条剖面下的岩石圈间断面包括莫霍面和LAB的结构, 为了更加详细和系统地了解该地区的岩石圈间断面结构, 我们希望下一步研究在中国地震科学台阵探测项目的支持下, 充分利用该项目密集台阵观测到的地震数据, 基于地震光照成像方法得到更加精细和密集的岩石圈内部间断面结果, 构建该地区的莫霍面和LAB的三维立体图, 以期更加直观地表现该地区的岩石圈间断面结构.

参 考 文 献

- 高名修. 1996. 青藏高原东南缘现今地球动力学研究[J]. 地震地质, 18(2): 129–142.
- Gao M X. 1996. A study on recent geodynamics at the southeastern margin of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. *Seismology and Geology*, 18(2): 129–142 (in Chinese).
- 阚荣举, 赵晋明, 阚丹. 1996. 腾冲火山地热区的构造演化与火山喷发[J]. 地震地磁观测与研究, 17(4): 28–33.
- Kan R J, Zhao J M, Kan D. 1996. The tectonic evolution and volcanic eruption in Tengchong volcanogeothermic region[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 17(4): 28–33 (in Chinese).
- 李永华, 吴庆举, 田小波, 张瑞青, 潘佳铁, 曾融生. 2009. 用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报, 52(1): 67–80.
- Li Y H, Wu Q J, Tian X B, Zhang R Q, Pan J T, Zeng R S. 2009. Crustal structure in the Yunnan region determined by modeling receiver functions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(1): 67–80 (in Chinese).
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 李强, 刘建华, 胡戈. 1989. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, 32(3): 281–291.
- Liu F T, Qu K X, Wu H, Li Q, Liu J H, Hu G. 1989. Seismic tomography of the Chinese continent and adjacent region[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 32(3): 281–291 (in Chinese).
- 穆治国, 佟伟, Curtis G H. 1987. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题[J]. 地球物理学报, 30(3): 261–270.
- Mu Z G, Tong W, Curtis G H. 1987. Times of volcanic activity and origin of magma in Tengchong geothermal area, west Yunnan Province[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 30(3): 261–270 (in Chinese).
- 潘佳铁, 李永华, 吴庆举, 丁志峰. 2015. 青藏高原东南部地区瑞雷波相速度层析成像[J]. 地球物理学报, 58(11): 3993–4006.
- Pan J T, Li Y H, Wu Q J, Ding Z F. 2015. Phase velocity maps of Rayleigh waves in the southeast Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(11): 3993–4006 (in Chinese).
- 乔学军, 王琪, 杜瑞林. 2004. 川滇地区活动地块现今地壳形变特征[J]. 地球物理学报, 47(5): 805–811.
- Qiao X J, Wang Q, Du R L. 2004. Characteristics of current crustal deformation of active blocks in the Sichuan-Yunnan region[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 47(5): 805–811 (in Chinese).
- 孙若昧, 刘福田, 刘建华. 1991. 四川地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, 34(6): 708–719.
- Sun R W, Liu F T, Liu J H. 1991. Seismic tomography of Sichuan[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 34(6): 708–719 (in Chinese).
- 孙伟家, 符力耘, 魏伟, 唐清雅. 2019. 探测岩石圈间断面精细结构的地震光照成像新方法[J]. 中国科学: 地球科学, 49(3): 521–536.
- Sun W J, Fu L Y, Wei W, Tang Q Y. 2019. A new seismic daylight imaging method for determining the structure of lithospheric discontinuity[J]. *Science China Earth Sciences*, 49(3): 521–636 (in Chinese).
- 王夫运, 潘素珍, 刘兰, 刘宝峰, 张建狮, 邓晓果, 马策军, 张彩军. 2014. 玉溪—临沧剖面宽角地震探测: 红河断裂带及滇南地壳结构研究[J]. 地球物理学报, 57(10): 3247–3258.
- Wang F Y, Pan S Z, Liu L, Liu B F, Zhang J S, Deng X G, Ma C J, Zhang C J. 2014. Wide angle seismic exploration of Yuxi-Lincang profile: The research of crustal structure of the Red River fault zone and southern Yunnan[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(10): 3247–3258 (in Chinese).
- 王雅明, 佟殿君, 任建业. 2007. 印支地块的逃逸旋转与莺歌海盆地的发育演化[J]. 断块油气田, 14(2): 33–35.
- Wang Y M, Tong D J, Ren J Y. 2007. Extrusion and rotation of Indo-China block and development and evolutionary process of Yinggehai Basin, South China Sea[J]. *Fault-Block Oil and Gas Field*, 14(2): 33–35 (in Chinese).
- 吴建平, 杨婷, 王未来, 明跃红, 张天中. 2013. 小江断裂带周边地区三维P波速度结构及其构造意义[J]. 地球物理学报, 56(7): 2257–2267.
- Wu J P, Yang T, Wang W L, Ming Y H, Zhang T Z. 2013. Three dimensional P-wave velocity structure around Xiaojiang fault system and its tectonic implications[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56(7): 2257–2267 (in Chinese).
- 吴庆举, 曾融生. 1998. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构[J]. 地球物理学报, 41(5): 669–679.
- Wu Q J, Zeng R S. 1998. The crustal structure of Qinghai-Xizang Plateau inferred from broadband teleseismic waveform[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 41(5): 669–679 (in Chinese).

- 徐强, 赵俊猛, 崔仲雄, 刘明乾. 2009. 利用接收函数研究青藏高原东南缘的地壳上地幔结构[J]. *地球物理学报*, **52**(12): 3001–3008.
- Xu Q, Zhao J M, Cui Z X, Liu M Q. 2009. Structure of the crust and upper mantle beneath the southeastern Tibetan Plateau by P and S receiver functions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **52**(12): 3001–3008 (in Chinese).
- 徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 陈赟, 张明辉, 田小波, 徐义刚, 滕吉文. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江—清镇宽角地震资料的约束[J]. *中国科学: 地球科学*, **45**(5): 561–576.
- Xu T, Zhang Z J, Liu B F, Chen Y, Zhang M H, Tian X B, Xu Y G, Teng J W. 2015. Crustal velocity structure in the Emeishan Large Igneous Province and evidence of the Permian mantle plume activity[J]. *Science China Earth Sciences*, **58**(7): 1133–1147.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. *地球化学*, **30**(1): 1–9.
- Xu Y G, Zhong S L. 2001. The Emeishan Large Igneous Province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions[J]. *Geochimica*, **30**(1): 1–9 (in Chinese).
- 杨晓涛, 胥颐, 刘建华, 李志伟. 2011. 腾冲火山区的地震层析成像及其构造意义[J]. *地球物理学报*, **54**(8): 2050–2059.
- Yang X T, Xu Y, Liu J H, Li Z W. 2011. Seismic tomography in the Tengchong volcanic area and its tectonic implication[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **54**(8): 2050–2059 (in Chinese).
- 张风雪, 吴庆举, 丁志峰. 2018. 青藏高原东部P波速度结构及其对高原隆升的启示[J]. *科学通报*, **63**(19): 1949–1961.
- Zhang F X, Wu Q J, Ding Z F. 2018. A P-wave velocity study beneath the eastern region of Tibetan Plateau and its implication for plateau growth[J]. *Chinese Science Bulletin*, **63**(19): 1949–1961 (in Chinese).
- 张忠杰, 陈赟, 田小波. 2009. 青藏高原东缘地壳上地幔结构及其动力学意义[J]. *地质科学*, **44**(4): 1136–1150.
- Zhang Z J, Chen Y, Tian X B. 2009. Crust-upper mantle structure on the eastern margin of Tibet Plateau and its geodynamic implications[J]. *Chinese Journal of Geology*, **44**(4): 1136–1150 (in Chinese).
- 郑晨, 丁志峰, 宋晓东. 2016. 利用面波频散与接收函数联合反演青藏高原东南缘地壳上地幔速度结构[J]. *地球物理学报*, **59**(9): 3223–3236.
- Zheng C, Ding Z F, Song X D. 2016. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions for crustal and uppermost mantle structure in southeast Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **59**(9): 3223–3236 (in Chinese).
- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, Ma X B, Teng J W, Kong X R, Sun Y, Sun J, Wang L F, Jiang C S, Zhao C P, Xiao P F, Liu M. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging[J]. *Nat Geosci*, **3**(5): 358–362.
- Bao X W, Sun X X, Xu M J, Eaton D W, Song X D, Wang L S, Ding Z F, Mi N, Li H, Yu D Y, Huang Z C, Wang P. 2015. Two crustal low-velocity channels beneath SE Tibet revealed by joint inversion of Rayleigh wave dispersion and receiver functions[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **415**: 16–24.
- Copley A. 2008. Kinematics and dynamics of the southeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Geophys J Int*, **174**(3): 1081–1100.
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, Tapponnier P, Besse J. 1999. On causal links between flood basalts and continental break-up[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **166**(3/4): 177–195.
- Farra V, Vinnik L. 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions[J]. *Geophys J Int*, **141**(3): 699–712.
- Ford H A, Fischer K M, Abt D L, Rychert C A, Elkins-Tanton L T. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary and cratonic lithospheric layering beneath Australia from Sp wave imaging[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **300**(3/4): 299–310.
- Fu Y Y, Gao Y, Li A B, Li L, Chen A G. 2017. Lithospheric structure of the southeastern margin of the Tibetan Plateau from Rayleigh wave tomography[J]. *J Geophys Res*, **122**(6): 4631–4644.
- Houston H. 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions[J]. *J Geophys Res*, **106**(B6): 11137–11150.
- Hu J F, Yang H Y, Xu X Q, Wen L M, Li G Q. 2012. Lithospheric structure and crust-mantle decoupling in the southeast edge of the Tibetan Plateau[J]. *Gondwana Res*, **22**(3/4): 1060–1067.
- Huang Z C, Wang P, Xu M J, Wang L S, Ding Z F, Wu Y, Xu M J, Mi N, Yu D Y, Li H. 2015. Mantle structure and dynamics beneath SE Tibet revealed by new seismic images[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **411**: 100–111.

- Kennett B L N. 2015. Lithosphere-asthenosphere P-wave reflectivity across Australia[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **431**: 225–235.
- Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes[J]. *Geophys J Int*, **122**(1): 108–124.
- Kumar M R, Bostock M G. 2006. Transmission to reflection transformation of teleseismic wavefields[J]. *J Geophys Res*, **111**(B8): B08306.
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves[J]. *J Geophys Res*, **84**(B9): 4749–4762.
- Sun W J, Kennett B L N. 2016. Receiver structure from teleseisms: Autocorrelation and cross correlation[J]. *Geophys Res Lett*, **43**(12): 6234–6242.
- Sun W J, Kennett B L N. 2017. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton[J]. *Geophys Res Lett*, **44**: 1302–1310.
- Sun W J, Fu L Y, Saygin E, Zhao L. 2018. Insights into layering in the cratonic lithosphere beneath western Australia[J]. *J Geophys Res*, **123**(2): 1405–1418.
- Sun X X, Bao X W, Xu M J, Eaton D W, Song X D, Wang L S, Ding Z F, Mi N, Yu D Y, Li H. 2014. Crustal structure beneath SE Tibet from joint analysis of receiver functions and Rayleigh wave dispersion[J]. *Geophys Res Lett*, **41**(5): 1479–1484.
- Sun Y, Niu F L, Liu H F, Chen Y L, Liu J X. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan Plateau revealed by receiver function data[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **349/350**: 186–197.
- Vinnik L P. 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **15**(1): 39–45.
- Vinnik L P, Avetisjan R A, Mikhailova N G. 1983. Heterogeneities in the mantle transition zone from observations of P-to-SV converted waves[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **33**(3): 149–163.
- Wang Y. 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: Constraints on active deformation[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **126**(3/4): 121–146.
- Wu T F, Zhang S X, Li M K, Qin W B, Zhang C Y. 2016. Two crustal flowing channels and volcanic magma migration underneath the SE margin of the Tibetan Plateau as revealed by surface wave tomography[J]. *J Asian Earth Sci*, **132**: 25–39.
- Xu L L, Rondenay S, van der Hilst R D. 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **165**(3/4): 176–193.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, **58**(3/4): 145–168.
- Yang H Y, Peng H C, Hu J F. 2017. The lithospheric structure beneath southeast Tibet revealed by P and S receiver functions[J]. *J Asian Earth Sci*, **138**: 62–71.
- Zhang F X, Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, Sun L, Pan J T, Ding Z F. 2018. Seismic tomography of eastern Tibet: Implications for the Tibetan Plateau growth[J]. *Tectonics*, **37**(9): 2833–2847.